

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Jitka KOFRONOVÁ

**VÝZNAM EVAPOTRANSPIRACE V HYDROLOGICKÉ
BILANCI MALÉHO POVODÍ**

**THE ROLE OF EVAPOTRANSPIRATION IN
HYDROLOGICAL BALANCE OF SMALL CATCHMENT**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

2014

Zadání bakalářské práce

Název práce

Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí

Cíle práce

Cílem práce je porovnat různé metody stanovení složky evapotranspirace a zhodnotit roli evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Práce bude zahrnovat rešeršní a aplikační část. Rešeršní část bude zaměřena na definici různých typů evapotranspirace a ovlivňující faktory, na metody určení evapotranspirace, způsoby stanovení evapotranspirace s využitím dostupných hydrologických modelů. Vybrané metody výpočtu evapotranspirace budou aplikovány na malá povodí v lokalitě experimentálních povodí Zbytiny v pramenné oblasti Blanice. Ke zpracování budou využita vlastní data z automatických měřicích stanic umístěných v tomto území.

Zadáno: 17. 12. 2013

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

Student: Jitka Kofroňová

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto práci na téma Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí vypracovala samostatně a na základě použitých zdrojů.

V Rosovicích, 18. 5. 2014

.....

Jitka Kofroňová

Poděkování

Ráda bych poděkovala RNDr. Zdeňku Klimentovi, CSc. za cenné rady a připomínky při vypracování této práce. Dále děkuji Mgr. Václavu Královi za poskytnutí některých dat potřebných pro zpracování tématu.

Abstrakt

Tato bakalářská práce využívá potřebnou odbornou literaturu k vysvětlení pojmu evapotranspirace. Z velké části se také zabývá vybranými metodami jejího výpočtu. Aplikační část je zaměřena na kalkulaci evapotranspirace těmito metodami a zhodnocení její velikosti v zájmovém území. Práce je aplikována na povodí Zbytinského potoka. V tomto území je lokalizováno několik měrných stanic, jejichž data byla pro výpočty využita. Účelem je určení míry evapotranspirace a její význam v hydrologické bilanci tohoto povodí.

Klíčová slova: evapotranspirace, výpočet evapotranspirace, hydrologická bilance povodí

Abstract

This bachelor thesis uses needed professional literature to explain the concept of evapotranspiration. The big part deals with chosen methods of its determination. Application part is focused on calculation of evapotranspiration with these methods and on evaluation of its intensity in area of interest as well. The thesis is applied on catchment of the Zbytiny stream. In this area is located a couple of measuring stations which were used for measurements of specific data needed for calculation. The purpose is determination of intensity of evapotranspiration and its importance in hydrological balance of this catchment.

Key words: evapotranspiration, the calculation of evapotranspiration, hydrological balance of catchment

Obsah

| | |
|---|----|
| 1. Úvod a cíle | 9 |
| 2. Evapotranspirace | 10 |
| 2.1 Evaporace, transpirace, intercepce | 10 |
| 2.1.1 Evaporace | 10 |
| 2.1.2 Transpirace | 11 |
| 2.1.3 Intercepce | 12 |
| 2.2 Typy evapotranspirace | 12 |
| 2.2.1 Aktuální evapotranspirace | 12 |
| 2.2.2 Potenciální evapotranspirace | 13 |
| 2.2.3 Referenční evapotranspirace | 13 |
| 2.3 Faktory ovlivňující evapotranspiraci | 13 |
| 2.3.1 Sluneční záření | 14 |
| 2.3.2 Rychlost větru | 14 |
| 2.3.3 Teplota vzduchu | 14 |
| 2.3.4 Vlhkost vzduchu | 14 |
| 2.3.5 Charakter vypařujícího povrchu | 15 |
| 2.3.6 Vegetace | 15 |
| 2.4 Metody určení evapotranspirace | 16 |
| 2.4.1 Přímé | 16 |
| 2.4.2 Nepřímé | 16 |
| 2.4.2.1 Rovnice a výpočty | 16 |
| 2.4.2.1.1 Penmanova rovnice | 17 |
| 2.4.2.1.2 Penman-Monteithova rovnice | 17 |
| 2.4.2.1.3 Shuttleworth-Wallaceova rovnice | 18 |
| 2.4.2.1.4 Priestley-Taylorova rovnice | 19 |
| 2.4.2.1.5 Hargreavesova rovnice | 20 |
| 2.4.2.1.6 Hargreaves-Samaniho rovnice | 20 |
| 2.4.2.1.7 Oudinova rovnice | 20 |
| 2.4.2.2 Hydrologické modely | 21 |
| 2.4.2.2.1 SWIM | 21 |
| 2.4.2.2.1.1 SWAT | 22 |
| 2.4.2.2.1.2 MATSALU | 22 |

| | |
|---|----|
| 2.4.2.2.2 BROOK90 | 23 |
| 2.4.2.2.3 BILAN | 23 |
| 2.4.2.3 Hydrologická bilance | 24 |
| 3. Studované území a data | 26 |
| 3.1 Základní údaje | 26 |
| 3.2 Klimatické poměry | 27 |
| 3.3 Hydrologické poměry..... | 27 |
| 3.4 Půdní poměry | 28 |
| 3.5 Biogeografie a vegetační poměry | 28 |
| 3.6 Změny krajinného pokryvu | 28 |
| 3.7 Stanice | 29 |
| 3.7.1 Data | 29 |
| 4. Metodika | 30 |
| 4.1 Výpočet radiační bilance (R_n) | 30 |
| 4.2 Výpočet psychrometrické konstanty (γ) | 32 |
| 4.3 Výpočet sklonu křivky napětí vodních par při dané prům. denní teplotě vzduchu (Δ) | 32 |
| 4.4 Výpočet empirické funkce (E_a) | 32 |
| 4.5 Výpočet aerodynamického odporu (r_a) | 32 |
| 4.6 Výpočet povrchového odporu (r_s) | 33 |
| 4.7 Tok tepla do půdy (G) | 33 |
| 5. Výsledky a diskuse | 35 |
| 6. Závěr | 42 |
| 7. Použité zdroje | 43 |

Seznam tabulek a grafů

Obrázek 1: Poloha zájmového území

Tabulka 1: Základní vybrané údaje experimentálních povodí

Tabulka 2: Roční výška evapotranspirace dle jednotlivých metod

Graf 1: Průměrné denní úhrny srážek v hydrologickém roce 2011/12

Graf 2: Průměrné denní teploty v hydrologickém roce 2011/12

Graf 3: Chod evapotranspirace počítanými metodami v hydrologickém roce 2011/12

Graf 4: Míra ET v týdnu s největším sytostním doplňkem

Graf 5: Chod ET v týdnu s největšími hodnotami extraterestrické radiace

Graf 6: Chod teploty v týdnu s největší extraterestrickou radiací roku

Graf 7: Chod ET v týdnu s největšími teplotami roku

Graf 8: Srovnání roční míry ET s celkovou roční ET získanou součtem denních ET

1. Úvod a cíle

Evapotranspirace je důležitou součástí procesů v povodí. Je významnou složkou hydrologické bilance prostředí a vhodným ukazatelem pro posouzení vláhových poměrů. Při zkoumání množství vody na celkové ploše povodí, je evapotranspirace bezesporu jedním z nejdůležitějších činitelů.

Vzhledem ke své důležitosti v hydrologii krajiny bylo vyvinuto mnoho snah na zhodnocení míry evapotranspirace a okolností tohoto jevu. Tato práce se nejdříve zabývá právě těmito obecnými vysvětleními pojmu evapotranspirace, jejích součástí a typů a také faktorů, které ovlivňují její intenzitu. Je důležité pochopit, co tento jev znamená, co způsobuje a čím je způsoben. Jelikož se touto tematikou zabývalo mnoho vědců, je tato část popsána pouze stručně.

Cílem aplikační části této práce je zjistit, jak velkou roli hraje evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Evapotranspirace je počítána pomocí několika vybraných metod, které jsou také porovnávány mezi sebou. Těchto metod existuje nespočet, proto jsou zde vybrány jen základní a dále metody, které vznikly jejich modifikací a jsou často využívány v hydrologických modelech. Vybrané hydrologické modely, které jsou v práci také popsány, se v této oblasti nabízejí v budoucnu k využití.

Metody určení evapotranspirace jsou zde porovnávány a zhodnoceny podle jejich vhodnosti pro využití v zájmové oblasti. Evapotranspirace se zjišťuje také přímým měřením, tím se však tato práce nezabývá.

V práci budou krátce zmíněny údaje o zájmovém území, které se nachází v okrese Prachatice a je jím povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka v podhůří Šumavy. V této oblasti se nachází několik měřících stanic, ze kterých získáme potřebná data. Samotná evapotranspirace je počítána pouze pro povodí Zbytinského potoka. V metodice je nutno zpracovat dodatečné výpočty některých parametrů, které jsou pro samotnou kalkulaci rovnic důležité.

Tato bakalářská práce bude sloužit jako určitý základ pro navazující magisterskou práci. Ta by měla být zaměřena na využití výše zmíněných hydrologických modelů v této oblasti.

2. Evapotranspirace

Evapotranspirace označuje celkový výpar z krajiny. Jde tedy o fyzikální proces přeměny z kapalně fáze na plynnou. Evapotranspirace je důležitou součástí hydrologického cyklu a podílí se také na hydrologické bilanci území.

Přesná hodnota evapotranspirace se zjišťuje velice obtížně, je závislá na mnoha faktorech. Stanovuje se přímo i nepřímo. Její velikost se obvykle vyjadřuje v milimetrech za určitou časovou jednotku. Hodnota značí množství vody ztracené z určitého území (Allen a kol., 1998).

2.1 Evaporace, transpirace, intercepce

Název evapotranspirace vznikl jako kombinace 2 samostatných procesů – evaporace a transpirace. Jelikož transpirace sama o sobě není příliš snadno zjištělná, proto je lepší a přesnější ji měřit společně s evaporací jako evapotranspirací (Jones, 1997).

2.1.1 Evaporace

Evaporace sama o sobě je složitým přírodním jevem závislým na mnoha faktorech. Jde o výpar vody z povrchu, tedy z půdy, z vodní plochy, ze zastavěného území či přímo vypařování intercepční vody. Jde tedy o přímý výdej půdní vody, který se vyjadřuje výškou sloupce vody v mm. Proces se dá přirovnat k obchodní transakci, kdy povrch odpařuje vodu a získává za to energii (Monteith, 1967 in Penka, 1985). Na celý proces přeměny vody v páru je zapotřebí určitá energie, kterou zajišťuje převážně sluneční záření a teplota okolního vzduchu (Allen a kol., 1998).

Musí se ovšem brát v úvahu výpary z různých druhů povrchů, které jsou závislé na různých faktorech. Při výparu z volné vodní hladiny je velikost evaporace závislá pouze na meteorologických faktorech, jako je teplota, záření, vlhkost vzduchu a rychlost větru. Tento výpar je z fyzikálního hlediska tím nejjednodušším.

Evaporace ze sněhu a ledu byla dlouhou dobu z hlediska hydrologické bilance území považována za nevýznamnou, pozdější výzkumy ale prokázaly, že zejména ve vyšších zeměpisných šířkách a nadmořských výškách je významná určitě. V tomto případě evaporace závisí hlavně na energii potřebné pro fázové přeměny a vlastnostech atmosféry přiléhající na vypařující povrch (tou nejdůležitější bude teplota).

Dalším povrchem může být urbanizované území, které je typické velkým množstvím nepropustných povrchů. Tím se vytváří povrchový odtok z těchto ploch, který snižuje přenos vody do podloží, a tato voda se poměrně rychle vypařuje. Velký význam zde představuje teplota, která je v tomto prostředí obecně vyšší.

V neposlední řadě je zde výpar z půdy, který se ovšem zjišťuje zřídka. Většinou se zjišťuje obecně evapotranspirace, ale v některých metodách se k jejímu zjištění využívá oddělené vypočtení evaporace z půdy a transpirace z vegetace na ní. Je známo, že intenzita výparu z dostatečně vlhké půdy sleduje denní chod meteorologických charakteristik i s jejich nepravidelnostmi.

I v absolutně totožných meteorologických podmínkách se liší velikost a rychlost výparu z jednotlivých povrchů, proto jsou důležité i jejich vlastnosti (Novák, 1995).

2.1.2 Transpirace

Transpirací nazýváme proces vypařování vody z vegetace. Představuje nepřímý způsob výdeje vody z půdy či povrchu obecně (Penka, 1985). Občas bývá nazývána biologickým výparem. Transpirace stejně jako evaporace závisí hlavně na množství energie, tlaku vodní páry a větru.

Důležitým faktorem velikosti transpirace je dále také množství vody v půdě a její šíření se kořeny rostlin, stonkem až na povrch, odkud se tato voda vypařuje. Tímto procesem transpirace vykazuje závislost i na typu rostliny a jejích vlastnostech, ale i na teplotě a dalších faktorech stejných jako u evaporace.

Z těchto charakteristik vyplývá, že čím menší je rostlina, tím v místě převažuje evaporace. S růstem rostliny se transpirace stává hlavním procesem (Allen a kol., 1998). Na transpiraci se podílí každá část rostliny, ale jelikož její největší podíl připadá na listy, je někdy rozlišována na listovou a mimolistovou. V průběhu dne se rychlost transpirace mění, od minima v noci se po východu Slunce začne rychle zvyšovat a postupuje ke svému maximu, které se odehraje přibližně po poledni. Poté se pozvolna snižuje, což ovšem závisí také na množství slunečního záření dopadajícího na danou rostlinu (Penka, 1985).

V úvahu ovšem také přichází pohyb vody skrz rostlinu a způsob, jakým se voda do rostlin dostává z půdy. Můžeme tento celkový přenos rozdělit na 4 úseky; nejdříve přichází voda v půdě k povrchu kořenů, dále se kapalná voda přenáší od

povrchu kořenů do systému rostliny, kde dochází k přeměně na vodní páru, která se pak přenáší do atmosféry, listy či jinou částí (Novák, 1995).

2.1.3 Intercepce

Intercepce je proces zachytávání srážek na vegetaci. Při zachycení na větvích a listech je zachycená voda více vystavena přímé evaporaci. Tomu se říká „the washing-line effect“, což ve volném překladu znamená „vymývací efekt“. Důležité je také to, že zachycením se tato voda nedostane na povrch, a tím pádem není součástí odtoku. Obecně je ovšem významnou součástí vodní bilance.

Podle Daltonova zákona je navíc voda výše ve vzduchu, kde je rychlost větru vyšší, tím pádem je více vystavena evaporaci (Jones, 1997).

Velikost intercepce závisí hlavně na charakteru vegetace a srážky, obecně na meteorologických a biologických faktorech (Penka, 1985). O charakteru vegetace vypovídá nejvíc měrná intercepční kapacita porostu, tj. množství vody zadržené povrchem nadzemní části rostlin. Největší kapacitu mají lesní porosty.

Vypařování intercepční vody není zahrnováno do procesu transpirace, proto obecně intercepce a evaporaci z ní bereme jako samostatný proces. Důvodem nezahrnutí do transpirace je to, že intercepční voda neprochází systémem rostliny a tím se nezúčastní na fotosyntéze. Výpar této vody tedy stavíme na roveň výparu z půdy, sněhu a ledu a urbanizovaného území (Novák, 1995).

Horton (1919 in Jones, 1997) navrhl relativně účinný a pravděpodobně i nejjednodušší výpočet ztrát vody z povodí intercepce. Je zaměřen hlavně na hodnotách „kapacity vegetace“, neboli množství vody, která se skutečně na vegetaci zachytí, a srážek a doby jejich trvání.

2.2 Typy evapotranspirace

Při popisu evapotranspirace je třeba řádně rozlišovat její typy, neboť každý je založen na jiném přístupu k vlastnostem povrchu (Macounová, 2007).

2.2.1 Aktuální evapotranspirace

Nejdůležitějším a hlavním typem evapotranspirace je aktuální. Představuje množství vody, které se skutečně odpaří ve skutečných přírodních podmínkách. (Allen a kol., 1998 in Macounová, 2007). Aktuální evapotranspiraci lze nejjednodušeji zjistit z jejího vztahu k potenciální evapotranspiraci, který je dán rovnicí:

$$E_a = k_s \cdot k_c \cdot E_p, \text{ kde}$$

E_a ... aktuální evapotranspirace [mm];

E_p ... potenciální ET [mm];

k_s ... půdní koeficient pro E_a ;

k_c ... koeficient půdního pokryvu, jehož hodnota se mění podle vzrůstu vegetace (Allen a kol., 1998, Gupta, 2001).

2.2.2 Potenciální evapotranspirace

Tento pojem poprvé použil Penman (1948) v souvislosti s analyzováním výparu z půdy nasycené vodou a Thornthwaite, ve stejném roce, s charakterizací klimatických oblastí. Oba vědci se shodli na stejné definici, tedy že jde o evapotranspiraci z nízkého konstantně vysokého nízkého vegetačního pokryvu úplně zakrývajícího povrch a s dostatkem vody.

Problémy ovšem způsobuje nedostatečná specifikace povrchu, neboť více druhů porostů může být označováno jako „nízký vegetační pokryv“. Naopak ale koncepce potenciální ET byla využita na klimatickou rajonizaci a charakteristiku jednotlivých klimatických lokalit (Matějka, Hurtalová, 2005).

2.2.3 Referenční evapotranspirace

Referenční evapotranspirace bývá často zaměňována za potenciální. Je pravda, že pojem referenční ET vznikl jako následek nejasností u potenciální ET (Matějka, Hurtalová, 2005). Je to evapotranspirace hypotetického povrchu, určená metodikou FAO. Hypotetickým povrchem je míněn povrch podobný standardnímu travnímu porostu. U tohoto hypotetického porostu jsou stanoveny určité parametry jako výška porostu (0,12 m), stálý povrchový odpor (70 s.m⁻¹), konstantní hodnota albeda (0,23) a optimální zásobování srážkovou vodou. Tím pádem nejsou u stanovení této evapotranspirace důležité typ vegetačního pokryvu a vlastnosti půdy. Tímto způsobem můžeme relativně snadno porovnávat relativně odlišné oblasti (Kohut, 2005).

2.3 Faktory ovlivňující evapotranspiraci

Velikost evaporace a transpirace závisí na určitých pochodech a vlastnostech systému půda-rostlina-atmosféra. Každý z těchto podsystemů sám o sobě ovlivňuje intenzitu evapotranspirace jiným způsobem (Novák, 1995). Ne vždy se vědci úplně shodli na tom, které faktory evapotranspiraci ovlivňují nejvíce a proč.

Evapotranspirace závisí zejména na výšce hladiny podzemní vody, na vlastnostech půdy, reliéfu, jeho expozici a hlavně na meteorologických poměrech a charakteru porostu (Penka, 1985). Zde zmíníme pouze některé z mnoha faktorů.

2.3.1 Sluneční záření

Sluneční energie je zdroj energie aktivující hydrologický cyklus (Meyer a kol., 1949) a největším zdrojem energie pro přeměnu z kapalné fáze na plynnou. Potenciální množství je ovlivněno řadou podmínek jako například roční doba, poloha Slunce. Tím pádem se velice liší potenciální množství slunečního záření v různých zeměpisných šířkách a délkách. Také je toto množství samozřejmě závislé na oblačnosti, která část záření absorbuje a odráží (Allen a kol., 1998).

2.3.2 Rychlost větru

Čím rychleji se vyměňuje vzduch nad vypařovaným povrchem, tím rychleji se vymění nasycený vzduch za nenasycený a tím se zvyšuje míra evapotranspirace (Macounová, 2007). John Dalton (1882 in Jones, 1997) určil, že hodnotu výparu právě rychlost větru a nasycení vodními parami ovlivňuje velikost výparu nejvíce. Vzdušná turbulence způsobuje výměnu vzduchu při kontaktu s povrchem a vypařenou vodu dostává výše do vzduchu. Daltonův zákon může být ovšem aplikovatelný pouze na potenciální evapotranspiraci (Jones, 1997).

2.3.3 Teplota vzduchu

Teplo z okolního ovzduší je důležitým zdrojem energie ovlivňující velikost výparu. Je jasné, že při slunném jasném dni se na proces evapotranspirace dostane více energie než při chladném, zataženém počasí (Macounová, 2007).

2.3.4 Vlhkost vzduchu

Při výparu dojde k nasycení vzduchu a tím ke zpomalení procesu evaporace, pokud nedojde k výměně vzduchu nad plochou. Z toho vyplývá i závislost rychlosti evaporace i na rychlosti větru, která je podrobněji popsána v Daltonově zákonu (Jones, 1997). V suchých oblastech s dobrým zavlažováním se vypaří vody více právě kvůli nenasycenému vzduchu (Macounová, 2007).

2.3.5 Charakter vypařujícího povrchu

Vlastnosti samotného povrchu ovlivňují míru evapotranspirace přímo i nepřímo. Jsou to faktory jako vlhkost půdy, salinita a obsah živin půdy, typ a druh půdy apod. Například čím je půda vlhčí, tím je výpar z ní značnější, to označujeme jako přímé ovlivnění. Zároveň ji ovlivňuje i nepřímo, neboť množství vody v půdě mění zastoupení rostlin, jejich hustotu a tím pádem i z toho vyplývající evaporaci a transpiraci. Podobně je to i s ostatními charakteristikami (Allen a kol., 1998). Také výpar ovlivňuje expozice a sklon povrchu, nadmořská výška, aj. (Malý, 2009).

2.3.6 Vegetace

Vegetace je jedním z nejdůležitějších faktorů měnících velikost evapotranspirace. Její hodnotu ovlivňuje typ vegetace, odrůdy, stádium vývoje, výška vegetace, odolnost, reflexe, míra zakrytí povrchu a kořenový systém rostlin (Allen a kol., 1998). Vegetace navíc ovlivňuje velikost půdní evaporace tím, že ovlivňuje všechny předchozí faktory. Hustá vegetace je schopná zastínit půdu natolik, aby se k vypařující půdě nedostalo sluneční záření ani vítr. Tím pádem je snižena velikost i rychlost vypařování a zároveň zpomalena výměna vzduchu nad povrchem, což evapotranspiraci taktéž snižuje (Wallace, 1999).

Seznamem parametrů zjišťovaných u vegetace se podrobně zabýval Novák (1995), který sestavil 8 fyto-metrických charakteristik důležitých pro výšku evapotranspirace. Jsou to výška a hustota porostu, index listové pokryvnosti (LAI, leaf area index), pokryvnost povrchu půdy, produktivita (crop growth rate), hloubka, hustota a měrná délka kořenového systému.

Pro zjištění aktuální evapotranspirace je velice důležitý koeficient půdního pokryvu (k_c), jehož hodnoty se liší dle typu porostu i typu plodiny a vegetační fáze, ovlivňuje ji však i klima (Macounová, 2007). Důležitou pozici zaujímá v povodí les, který ovlivňuje přímo i nepřímo všechny složky hydrologické bilance, což zahrnuje i evapotranspiraci.

Kvůli této významné závislosti vznikl pod záštitou FAO žebříček plodinových koeficientů dle 120 různých zemědělských plodin. Tento koeficient určuje vztah mezi referenční evapotranspirací travnatého porostu, stanovenou podle Penman-Monteithovy rovnice, a evapotranspirací konkrétní plodiny. Tento koeficient rozlišuje i vegetační období rostlin, například obilniny mají vyšší plodinový koeficient jako „plně vyvinuté“ než jako obilniny „po sklizni“ (Allen a kol., 1998).

2.4 Metody určení evapotranspirace

Jelikož evapotranspirace je velice významným prvkem hydrologického cyklu a její určení není příliš snadné, bylo na její stanovení vynaloženo značné úsilí. Doposud známé metody měření můžeme rozdělit do dvou skupin.

2.4.1 Přímé

První z obou skupin je stanovení evapotranspirace přímým měřením. Jde o metodu relativně náročnou i drahou.

Přístroj na měření evapotranspirace z půdy se nazývá lyzimetr. Je založen na změně hmotnosti bloku půdy a vegetace během evaporace. Skládá se z nádoby obsahující tento blok půdy s vegetačním pokryvem. Tento obsah by měl být reprezentativním vzorkem zkoumaného území, je důležité, aby obsah lyzimetru nejvíce odpovídal svému okolí. Je také potřeba, aby plocha lyzimetru byla dostatečně velká kvůli snížení vlivu tzv. okrajového efektu. Tento okrajový efekt označuje přechod půdy a lyzimetru a způsobuje změny teplotního režimu v blízkosti stěn lyzimetru. Výsledná hodnota evapotranspirace se následně zjišťuje z rovnice hydrologické bilance.

Tato metoda se ve většině případů používá pro měření evapotranspirace travnatých porostů, u lesních jen pouze ve velmi malé míře (Možný, 2005).

K měření evaporace z vodní hladiny se používají výparoměry, kdy se kontinuálně zjišťují úbytky vody výparem i vzestupy hladiny při srážkových epizodách (Macounová, 2007).

2.4.2 Nepřímé

Jak už bylo řečeno, přímé měření hodnot evapotranspirace bývá náročné a drahé, proto se častěji zjišťuje pomocí výpočtů, případně hydrologických modelů.

2.4.2.1 Rovnice a výpočty

Různé rovnice a výpočty se staly nejjistějším způsobem zjištění velikosti evapotranspirace. Bylo odvozeno mnoho nejrůznějších vztahů, které využívají nejrůznější meteorologické charakteristiky, či jiné doplňující informace ohledně zájmového území (Litschman, 2005). Je rozhodující, pro jaký vypařující povrch a pro jaký časový interval se využívají.

Důležité je také jakou míru přesnosti vyžadujeme. Často je ve výpočtu dominantní určitý faktor (např. radiační bilance v Penmanově metodě), pak je rozhodující hlavně přesnost tohoto faktoru, ať už naměřená nebo vypočtená (Novák, 1995).

Do této práce bylo zařazeno pouze několik z mnoha výpočetních metod. Jsou jimi metody výpočtu intenzity evapotranspirace, které jsou využity v hydrologických modelech a Penman a Penman-Monteithova rovnice, které slouží jako základ, ze kterého byla většina současných metod odvozena.

2.4.2.1.1 Penmanova rovnice

Rovnice dle Penmana (1948) slouží jako základní a výchozí rovnice výpočtu evapotranspirace, či na odvození dalších metod. Tento výpočet pracuje téměř se všemi faktory ovlivňujícími velikost evapotranspirace. Vzorec pro zjištění potenciální evapotranspirace zní:

$$E_0 = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} E_a \quad \text{kde,}$$

Δ ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];

γ ... psychrometrická konstanta [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];

λ ... skupenské (latentní) teplo vypařování; $\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$;

R_n ... radiační bilance [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

G ... tok tepla do půdy [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

E_a ... empirická funkce [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$].

2.4.2.1.2 Penman-Monteithova rovnice

Penman-Monteithova rovnice je základní rovnicí pro výpočet referenční evapotranspirace, tedy evapotranspirace hypotetického povrchu. Může být použita pro jakýkoliv časový úsek (Kohut, 2005). V současnosti je nejčastěji používaným výpočtem evapotranspirace (Gupta, 2001).

$$\text{Rovnice: } \lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho \cdot c \cdot (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \cdot (r_a + r_s) / r_a} \quad \text{kde,}$$

λ ... latentní teplo vypařování vody; $\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$;

R_n ... radiační bilance [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

G ... tok tepla do půdy [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

$(e_s - e_a)$... sytostní doplněk vzduchu ve výšce z [kPa];

r_s ... povrchový odpor [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$];

r_a ... aerodynamický odpor [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$];

$(\rho \cdot c)$... součin hustoty a specif. tepla udávaný jako $1,21 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$;
 Δ ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];
 γ ... psychrometrická konstanta [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$].

Rovnice byla několikrát doplněna a upravována jinými autory, aby splňovala například zahrnutí zdrojů vodní páry nebo vertikální strukturu vegetace (Penka, 1985). Je základním nástrojem používaným na výpočet transpirace. Rovnice byla hlavně určena pro zhodnocení transpirace z hustého porostu, tzv. „big leaf“ neboli „velkého listu“, který je suchý na povrchu ale zároveň dobře zásobovaný vodou. Ovšem Wallace (1993) zmínil, že téměř 70 % světových biotů tvoří řídké porosty, tím myslíme porost, kde výpar z půdy pod ním není zanedbatelný. Proto byla Penman-Monteithova rovnice modifikována i pro tento typ povrchu.

Pod záštitou FAO byla tato rovnice udána jako standardní metoda výpočtu referenční evapotranspirace, neboť obsahuje veškeré parametry zahrnuté do procesu výměny energie, odpovídající výparu z jednotného pokryvu, z již zmíněného „velkého listu“. Tyto parametry navíc mohou být přímo měřeny nebo dopočítány z jiných dat.

Byla také přímo metodikou FAO odvozena samostatná rovnice, která měla být zjednodušením výpočtu, rovnice zní:

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273,16} \cdot u \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u)}$$

V této rovnici je přímo pro samotný výpočet evapotranspirace využita rychlost větru, jinak se použití parametrů neliší (Allen a kol., 1998).

2.4.2.1.3 Shuttleworth-Wallaceova rovnice

Rovnici vytvořil Shuttleworth a Wallace v roce 1985 modifikací Penmanova a Penman-Monteithova výpočtu. Vzorec byl odvozen tak, aby byla rozdělena povrchová energie a mohly se tak odděleně zjišťovat hodnoty evaporace i transpirace (Odhambo, Irmak, 2011). Její základní verze zní: $\lambda E = C_c ET_c + C_s ET_s$ kde,

λ ... latentní teplo vypařování; $\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$;

C_c, C_s ... koeficienty [-];

ET_c, ET_s ... evaporační podmínky podobné těm v Penman-Monteithově rovnici.

Rovnice jednotlivých vztahů:

$$ET_c = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + [(24 \times 3600) \cdot \rho c_p \cdot (e_s - e_a) - \Delta r_a^c \cdot (R_n^s - G)] / (r_a^a + r_a^c)}{\Delta + \gamma \cdot [1 + r_s^c / (r_a^a + r_a^c)]}$$

$$ET_s = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + [(24 \times 3600) \cdot \rho c_p \cdot (e_s - e_a) - \Delta r_a^s \cdot (R_n - R_n^s)] / (r_a^a + r_a^s)}{\Delta + \gamma \cdot [1 + r_s^s / (r_a^a + r_a^c)]}$$

Koeficienty jsou vyjádřeny:

$$C_c = \frac{1}{1 + (R_c R_a) / [R_s (R_c + R_a)]}$$

$$C_s = \frac{1}{1 + (R_s R_a) / [R_c (R_s + R_a)]}$$

$$R_a = (\Delta + \gamma) r_a^a$$

$$R_c = (\Delta + \gamma) r_a^c + \gamma r_s^c$$

$$R_s = (\Delta + \gamma) r_a^s + \gamma r_s^s \quad \text{kde,}$$

r_a ... různé druhy odporů [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$];

Δ ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];

γ ... psychrometrická konstanta [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$].

Kvůli složitosti výpočtu nejen metody jako celku, ale i jednotlivých částí, kde je potřeba získat nepříliš běžné parametry, je kalkulace evapotranspirace touto metodou bezpochyby nejsložitější (Zhou a kol., 2005). Nejen metoda jako celek, ale i jednotlivé součásti výpočtu, kde je potřeba ne příliš běžných parametrů, jsou velice složité k aplikaci na zjištění hodnot evapotranspirace. Zhou a kol. (2005) se dokonce domnívá, že je to nejsložitější metoda její kalkulace vůbec. Touto metodou se dále nebudeme zabývat, neboť nemáme dostatečné údaje pro práci s ní a došlo by pravděpodobně k velkým nesrovnalostem.

2.4.2.1.4 Priestley-Taylorova rovnice

Priestley a Taylor (1972, in Novák 1995) modifikovali tuto rovnici z původního Penmanova vzorce, který se dá rozdělit na radiační a aerodynamický člen. V této modifikaci je využita pouze radiační část vzorce, tím se výpočet zjednoduší. Je nutno ovšem podotknout, že Priestley-Taylorova rovnice je užitečná pro mírné a vlhké tropické podnebí, zatímco pro suché a semiaridní oblasti je nevhodná (Novák, 1995). Rovnice vypadá takto:

$$PET = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda} \quad \text{kde,}$$

α ... 1,26 [-];

Δ ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [kPa.°C⁻¹];

γ ... psychrometrická konstanta [kPa.°C⁻¹];

R_n ... radiační bilance [MJ.m⁻².den⁻¹];

G ... tok tepla do půdy [MJ.m⁻².den⁻¹];

λ ... skupenské teplo vypařování; $\lambda = 2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$.

2.4.2.1.5 Hargreavesova rovnice

Tato metoda byla vytvořena Hargreavesem roku 1975, kdy vznikla odvozením z přímého měření evapotranspirace z travního porostu pomocí lyzimetrů. Byla určena prvotně pro měření potenciální evapotranspirace.

Její rovnice zní: $PET = 0,0135 \cdot R_s (T_{mean} + 17,8)$ kde,

T_{mean} ... průměrná teplota vzduchu [°C];

R_s ... globální radiace [MJ.kg⁻¹.den⁻¹].

2.4.2.1.6 Hargreaves-Samaniho rovnice

Z Hargreavesovy rovnice byl odvozen Hargreaves-Samaniho vzorec (1985), ve kterém jsou k výpočtu potřeba také pouze data teploty a radiace. Šlo tedy o určité zjednodušení (Mohan, 1991). Rovnice zní:

$$PET = (0,0023 \cdot R_a) \cdot (T_{mean} + 17,8) \cdot TD^{0,5} \quad \text{kde,}$$

R_a ... extraterestrická radiace; [MJ.m⁻².den⁻¹];

T_{mean} ... průměrná teplota vzduchu [°C];

TD ... rozdíl mezi maximální a minimální teplotou [°C].

Zjednodušení vzorce spočívá hlavně v nahrazení globální radiace, která se získává přímým měřením, extraterestrickou radiací, která se dá poměrně snadno vypočítat.

2.4.2.1.7 Oudinova rovnice

Metoda dle Oudina je nejjednodušším způsobem zjištění intenzity potenciální evapotranspirace. Ve výpočtu užívá totiž pouze teplotní hodnoty. Její rovnice vypadá takto:

$$PE = \frac{0,408 \cdot R_a \cdot (T + 5)}{100} \quad \text{pro } (T+5) > 0,$$

pokud $(T+5) \leq 0$, hodnota potenciální evapotranspirace (PE) je nulová. R_a je opět zkratkou pro extraterestrickou radiaci [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$], T vyjadřuje průměrnou denní teplotu [$^{\circ}\text{C}$].

Rovnice vznikla na základě studie (2005 in Beránek a kol., 2011), ve které se porovnávalo přes 25 již existujících výpočetních metod pro zjištění evapotranspirace na více než 300 experimentálních povodích.

Kromě těchto existuje množství dalších rovnic, jako je například Blaney-Criddle metoda, Bowenův poměr, Makkinkova rovnice, Thornthwaiteova metoda, metoda energetické bilance a další. Tato práce byla zaměřena na základní metody a rovnice, na kterých je založeno zjištění míry evapotranspirace v hydrologických modelech.

2.4.2.2 Hydrologické modely

Existuje celá řada hydrologických modelů, jejichž použitím jsme taktéž schopni zjistit hodnoty jednotlivých typů evapotranspirace. Při jejich výběru hledíme zejména na data, která daný model využívá, dále na náročnost jak uživatelskou, tak finanční. Tyto modely jsou obecně vhodné ke stanovení hydrologických poměrů zájmového území či povodí. Jednotlivé modely bývají pak zaměřeny na jiný přístup ke struktuře území, tedy i výpočty jednotlivých složek musejí mít rozdílný přístup (Jeníček, 2005 in Šereš, 2011).

2.4.2.2.1 SWIM

SWIM neboli Soil and Water Integrated Model je ekologicko hydrologický model založený na spojení několika procesů. Jde hlavně o vegetaci a její růst, erozi a dynamiku říční nivy. Je založen na spojení 2 už dříve vzniklých modelů, a to SWAT neboli Soil and Water Assessment Tool a MATSALU. SWIM je určen hlavně pro středně velká povodí ($100 - 100\,000 \text{ km}^2$).

V modelu je pro stanovení potenciální evapotranspirace nejčastěji použita Priestley-Taylorova rovnice, u které jsou potřeba pouze sluneční záření a teplota vzduchu. Místo ní lze využít Penman-Monteithovu rovnici, pokud jsou k dispozici data rychlosti větru a relativní vlhkosti vzduchu. Na stanovení aktuální evapotranspirace se zde využívá metodika Ritchieho, která spočívá v odděleném zjištění evaporace z půdy a transpirace z vegetace na ní (Krysanova, Wechsung, 2000).

Současná verze SWIM modelu obsahuje některé společné moduly ze svých předchůdců a zároveň určité nové postupy. Některé metody z původních modelů byly nahrazeny odlišnými přístupy. SWIM pracuje v denním časovém úseku ve 3 krocích (Krysanova, Wechsung, 2000).

2.4.2.2.1.1 SWAT

Soil and Water Assessment Tool vznikl pod záštitou Ministerstva zemědělství Spojených států Zemědělskou výzkumnou organizací neboli ARS (Agricultural Research Service). Vznikl hlavně za účelem modelování srážko-odtokových poměrů a předvídání situací zapříčiněných rozhodnutím ohledně úprav koryt řek a ovlivnění množství sedimentů či chemických látek ve vodě (Krysanova, Wechsung, 2000).

Jeho hlavními komponenty zahrnují meteorologická a hydrologická data, vlastnosti půdy, růst vegetace, živiny, pesticidy, bakterie a využití krajiny. Ve SWAT se povodí dělí na několik sub-povodí a ta se dělí na určité hydrologické jednotky (HRUs, hydrologic response units), které jsou charakteristické stejným krajinným pokryvem a půdními vlastnostmi.

Jelikož model vznikl pro americké účely a jejich území, SWAT musel být přizpůsoben evropským poměrům, neboť i dostupnost dat je zde jiná. Obrovskou výhodou tohoto modelu je, že je propojen s GIS softwarem. To (a další nástroje) umožňuje podporu vstupu topografických a jiných digitálních dat. Byl mnohokrát využit a ukázalo se, že je účinným nástrojem obecného posouzení zdrojů vody a problémových oblastí ohledně znečištění vody. Jeho úprava zajistila jeho užití v rámci celého světa (Arnold a kol., 2007).

V závislosti na dostupných datech tento model využívá 3 metody ke zjištění evapotranspirace a to, Penman-Monteithovu, Priestley-Taylorovu a Hargreavesovu rovnici (Beven, 2012).

2.4.2.2.1.2 MATSALU

Model MATSALU byl vyvinut v Estonsku pro výzkum zemědělské nížiny v zálivu Matsalu u Baltského moře. Vznikl za účelem posuzování různých přístupů správy této nížiny s ohledem na eutrofizaci. Skládá se ze 4 podmodelů zaměřených na odlišné parametry. Jsou to podmodely na hydrologii povodí, geochemii povodí, průtoky a přenos živin řekou a jako poslední přenos a dynamika živin v rámci tohoto

ekosystému. Jeho největší nevýhodou je právě jeho specifikace na tento estonský záliv, jeho použití na jiná povodí či území je tedy omezené (Krysanova, Wechsung, 2000).

2.4.2.2.2 BROOK90

Model BROOK je jedním z prvních hydrologických simulačních modelů pro lesní povodí, i když vznikl původně pro výzkum východoamerických povodí, vyvinutý v 70. letech Federerem a Lashem. Tento model se soustřeďuje primárně na modelování nejen evapotranspirace, ale i celého srážkoodtokového procesu. Byl navržen tak, aby byl využitelný na každém typu povrchu, v každém období roku a aby splnil široké spektrum potřeb, byl využit například pro výzkum zdrojů vody a jejího pohybu na malém území, pro předpověď změn klimatu aj. BROOK90 je nejnovější verzi. Kromě této existuje ještě řada dalších starších verzí či specifické verze jako BROOK2, který byl vyvinut hlavně na výzkum sněhových srážek a půdy a zároveň byl vyvinut pouze a jen na lesní povrch (Federer, 2002 in Levia, 2011).

Model vychází hlavně z denních srážkových úhrnů, maximálních a minimálních teplot a informuje o pohybu vody přes různé vrstvy půdy zahrnující vztahy k infiltraci vody, tání sněhu a energii potřebné k evapotranspiraci. Volitelnými vstupy pak jsou sluneční záření, vlhkost a rychlost větru (Federer, 1995).

Model BROOK90 je složen z několika různých, určitým způsobem pozměněných, rovnic. Na zjištění potenciální evapotranspirace je využívána Shuttleworth-Wallaceova rovnice, která je typická odděleným zjištěním procesů evaporace a transpirace. Pohyb vody mezi půdou a vegetací se zjišťuje pomocí Darcyho zákona, který popisuje přenos tekutin pórovitým prostředím (Federer, 2013).

Jeho velkým kladem je to, že model BROOK byl vyvinut i pro zjištění nejen celkové evapotranspirace zájmového území, ale také jejích 5 komponentů. Těmito komponenty je transpirace, evaporace z intercepční vody, evaporace z půdy, evaporace ze sněhu a z intercepčně zachyceného sněhu (Nassery, Buchtele, 1997).

2.4.2.2.3 BILAN

BILAN vznikl jako softwarový model pro určení hydrologické bilance a jejích komponentů s mnoha funkcemi, algoritmy a metodami. Vznikl pod záštitou Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka (Kašpárek, a kol. 2009).

Pro stanovení potenciální evapotranspirace model využívá metodu dle Oudina. Model je určen pro zpracování v denním a hlavně měsíčním časovém kroku. Vstupy

do modelu jsou pouze datové řady úhrnů srážek, teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu (Tallaksen, van Lanen, 2004).

Beran, Horáček a Hanel (2011) aplikovali model na 13 povodí Česka s daty srážek, teplot vzduchu, odtoků a relativních vlhkostí vzduchu, vše v denním časovém úseku. Účelem bylo zjištění potenciální evapotranspirace metodou dle Oudina v porovnání s metodou vycházející z vegetační zóny. Právě díky úspěšnosti užití Oudinova výpočtu v tomto výzkumu byl začleněn do nové verze modelu BILAN.

2.4.2.3 Hydrologická bilance

Evapotranspirace je jednou z nejvýznamnějších ztrátových složek hydrologické bilance lesního porostu. Hydrologická bilance spočívá v porovnání množství srážek, odtoku, výparu a celkové změny zásob v povodí či v jakémkoliv území za určitý časový úsek (Pokorný a kol., 2005).

Její rovnice zní:

$$\Delta S = P - ET - O, \text{ kde}$$

ΔS ... změna zásob vody v povodí;

P ... srážky – atmosférické srážky [mm];

ET ... evapotranspirace [mm];

O ... celkový odtok [$\text{l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$];

– zahrnuje povrchový, hypodermální i bazální odtok.

Z této rovnice můžeme zjistit alespoň orientační hodnoty evapotranspirace zájmového území. Hodnoty z této rovnice budou vždy přibližné už kvůli skutečnosti, že do ní nejsou zahrnuty faktory přímo ovlivňující evapotranspiraci (Allen a kol., 1998).

Metodika Českého hydrometeorologického ústavu je v tomto případě poněkud složitější. Při zjištění hydrologické bilance využívá více vstupních veličin, které se dělí na veličiny, které mají rozměr toků a veličiny, které mají rozměr zásob. Do prvních veličin patří atmosférické srážky, odtok z povodí (naměřený průtok v závěrovém profilu povodí), územní výpar a základní odtok z povodí. Do druhé skupiny veličin jsou zařazeny zásoby půdní vody v zóně aerace, zásoba vody ve sněhové pokrývce, zásoba vody v tocích a vodních plochách a zásoba podzemní vody.

Nárůstem množství vstupů, narůstá i obtížnost vyčíslení hydrologické bilance, neboť ne vše jde vyčíslit z měření. U některých veličin je možno určit jejich hodnotu

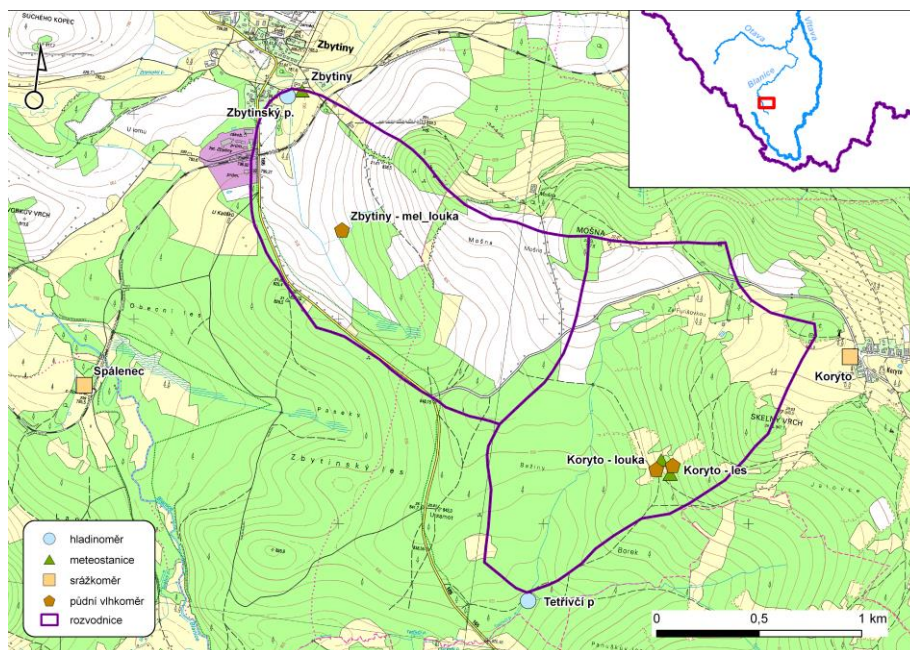
ze vztahů k jiným nebo z jejich vlastních výpočetních vztahů, ke kterým jsou ovšem potřeba další fyzikální veličiny.

V posledních několika letech byl na zhodnocení hydrologické bilance v ČHMÚ použit model SimBa. Tento model ji počítá v měsíčním časovém kroku a skládá se z několika dílčích algoritmů, kterými se modelují některé bilanční charakteristiky (Vlnas a kol., 2013).

3. Studované území a data

Zájmovým územím pro tuto práci je oblast povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka, která se nachází v okrese Prachatice v Jihočeském kraji v podhůří Šumavy. Tato experimentální povodí je lokalizováno na horním povodí Blanice. Podrobnější charakteristikou se zabýval Malý (2009) ve své diplomové práci.

Obr. 1: Poloha zájmového území



Zdroj: Hydrologie malého povodí, Kliment a kol. (2011)

3.1 Základní údaje

Experimentální povodí jsou si do značné míry podobná, hlavně z hydrografického, fyzickogeografického a morfometrického hlediska. Naopak se liší v půdním zastoupení a vegetačním pokryvu.

Tabulka 1: Základní vybrané údaje experimentálních povodí

| Základní charakteristika povodí | Zbytinský potok | Tetřívčí potok |
|---|-----------------|----------------|
| Plocha povodí [km ²] | 1,55 | 1,62 |
| Nejvyšší bod povodí [m n. m.] | 906 | 946 |
| Nejnižší bod povodí [m n. m.] | 785 | 824 |
| Střední nadm. výška p. [m n. m.] | 811 | 851 |
| Hustota říční sítě [km.km ⁻²] | 1,25 | 1,33 |

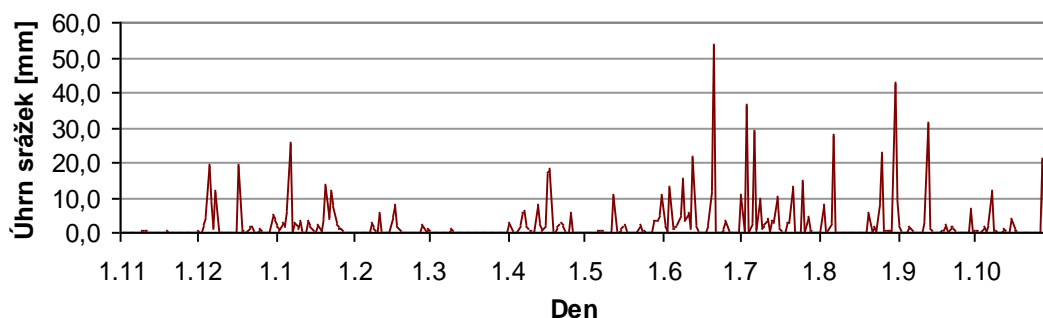
Zdroj: Hydrologie malého povodí, Kliment a kol., (2011)

3.2 Klimatické poměry

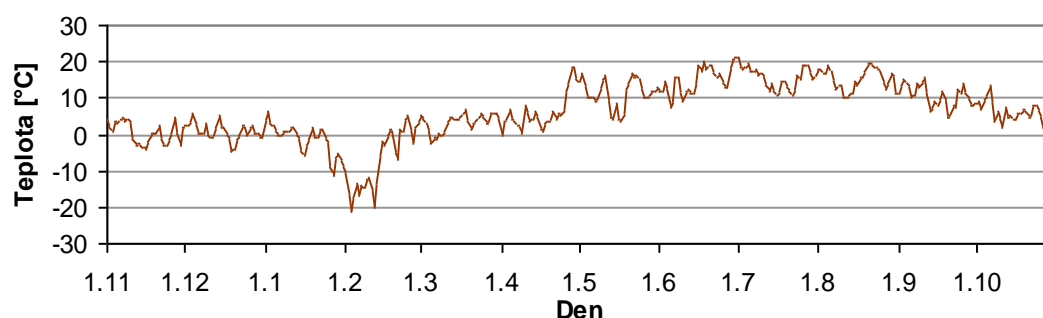
Dle Atlasu podnebí Česka (2007) je tato oblast charakteristická průměrnými ročními teplotami mezi 4-6 °C (průměrné lednové teploty se pohybují v rozmezí -5 až -3 °C, průměrné červencové mezi 14-17 °C). Průměrné roční srážky dosahují 800 až 1200 mm za rok. Průměrný počet dní se sněhovými srážkami je přibližně 100 dní za rok.

Malý (2009) použil pro bližší charakteristiku Quittovy „Klimatické oblasti Československa“, dle kterých se území řadí do kategorie CH7, což je označením pro chladnou oblast s velice krátkými léty a s dlouhými, ale mírnými zimami a vlhkými mírnými přechodnými obdobími.

Graf 1: Denní úhrny srážek v hydrologickém roce 2011/12



Graf 2: Průměrné denní teploty v hydrologickém roce 2011/12



3.3 Odtokové poměry

Odtokový koeficient Tetřivčího potoka je nižší (0,38) než u Zbytinského (0,51). Což obecně potvrzuje odhady nižší odtoku z lesnatých povodí a také vyšší míru evapotranspirace. Hodnota tohoto koeficientu kolísá dle ročních období a vodnosti toků. Hlavně v chladném období dochází k menším vodním ztrátám vlivem evapotranspirace v lučním povodí Zbytinského potoka, odtokový koeficient tedy

narůstá. V lesním povodí Tetřívčího potoka naopak dochází ke větším ztrátám v důsledku výparu, jeho odtokový koeficient je méně variabilní, což značí vyrovnanější vodní stavy (Kliment a kol, 2011).

3.4 Půdní poměry

V povodí Zbytinského potoka převládají 3 půdní typy: kambizem mesobazická (39 % plochy povodí), kryptopodzol modální (31 %), který je hlavně ve vyšších částech povodí, a kambizem oglejená mesobazická (25 %). Tyto 3 hlavní typy půd jsou doplněny dalšími přechodnými typy či subtypy.

Povodí Tetřívčího potoka je tvořeno celkově pouze 3 půdními typy. Ve vyšších partiích povodí se nachází kryptopodzol modální (až 62 % plochy), v blízkém okolí vodního toku se nachází glej histický (19 %) a ten na horním a dolním toku přechází v kambizem oglejenou mesobazickou (19 %) (Malý, 2009).

3.5 Biogeografie a vegetační poměry

Obě povodí se významně liší ve vegetačních poměrech. Povodí Zbytinského potoka je z velké části pokryto loukami (63 %) a lesy (34,7 %). Pro tuto práci důležitější povodí Tetřívčího potoka je naproti tomu hlavně lesním povodí. Les zde zaujímá 67,4 % a louky 31 %, tedy přibližně třetinu povodí (Malý, 2009).

Znační rozdíly v krajinném pokryvu obou povodí značí, že zde bude významnou roli hrát intercepce lesního porostu. Jelikož intercepce, kterou my zatím nemůžeme v tomto případě zjistit, by snižovala přesnost míry evapotranspirace, zaměříme se na povodí Zbytinského potoka, které je z většiny tvořeno loukami.

3.6 Změny krajinného pokryvu

Oblast obou experimentálních povodí se během 20. století výrazně proměnila. Těmito proměnami se ve své bakalářské práci zabýval už Hintnaus (2008), který proměny území hodnotil na základě leteckých snímků z let 1947, 1983, 1999 a 2005.

V roce 1947 zde byl vysoký podíl orné půdy a dalších zemědělských ploch a obě povodí se významně nelišila ve struktuře území a oba toky byly ovlivněny pouze v malé míře. Snímky y roku 1983 ukázaly zvyšující se rozdíly mezi povodími. Povodí Zbytinského potoka má stále vysoký podíl orné půdy a zvyšuje se poměr lesů, zatímco povodí Tetřívčího potoka je silně zalesňováno. Také je to nejvýraznější období napřimování toků, které se částečně projevilo i zde. Dále pokračuje zalesňování obou

povodí, u Zbytinského potoka narůstají i procenta luk a pastvin. V posledních letech postupně ubývají zásahy lidské činnosti a přibývají přírodní procesy.

3.7 Stanice

Data ze zájmového území byla získána kontinuálním monitoringem hydrologických a meteorologických veličin monitorovací sítí vybudovanou v roce 2006 katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze.

Automatická, celoročně fungující meteorologická stanice Zbytiny (ZBY), ležící v blízkosti závěrového profilu Zbytinského potoka v nadmořské výšce 786 m n. m., monitoruje srážky, teplotu a vlhkost vzduchu, solární radiaci, rychlost a směr větru, tedy meteorologické prvky. Data jsou zachycována v desetiminutovém kroku.

Další stanice se nachází ve Spálenci (SPA) v nadmořské výšce 787 m n. m. Tato stanice je pod správou ČHMÚ a získává data pro 24 hodinový úsek, který začíná v 07:00, jde o data denních srážkových úhrnů, výšky sněhové pokrývky (v denním kroku) a vodní hodnoty sněhu (1x týdně, každé pondělí v 07:00).

Třetí stanicí experimentálních povodí je stanice v blízkosti obce Koryto (KOR) ležící ve výšce 922 m n. m. Nachází se zde pouze automatický srážkoměr, který byl nainstalován v roce 2008 kvůli větší přesnosti dat.

K těmto údajům je umožněn on-line přístup na datovém serveru www.fiedler-magr.cz/, kam jsou odesílána jednou denně pomocí sítě GSM/GPRS (Malý, 2009).

3.7.1 Data

Data k práci byla získána prostřednictvím internetového serveru www.fiedler-magr.cz/ ve formátu .xls. Jelikož byla data pořízena v desetiminutovém kroku, musela být z počátku upravena do podoby, jež je potřeba ve výpočetních metodách.

Obsahově jsou data více než dostačující. Využijeme z nich teploty a vlhkosti vzduchu ve 2 m, rychlosti větru a radiaci, obojí taktéž měřeno ve 2 m nad povrchem.

Dále bude ovšem nutné získat další parametry potřebné buď přímo v samotných metodách výpočtu míry evapotranspirace či v pomocných výpočtech, ze kterých získáme další fyzikální charakteristiky, jako je například sytostní doplněk, radiační bilance či atmosférický tlak.

4. Metodika

Nejdříve musíme získat zbývající parametry jednotlivých evapotranspiračních metod a také určit hodnoty jednotlivých složek hydrologické bilance.

4.1 Výpočet radiační bilance (R_n)

Nejdůležitějším parametrem je pravděpodobně radiační bilance (R_n), která se v metodách hojně vyžaduje. Tu zjistíme: $R_n = R_{ns} - R_{nl}$ kde, R_{ns} je hodnota radiační bilance krátkovlnného záření a R_{nl} hodnota radiační bilance dlouhovlnného záření. R_{ns} se zjistí jako:

$$R_{ns} = (1 - a) * R_s ;$$

a R_{nl} jako:

$$R_{nl} = \sigma * \left[\frac{(T_{\max} + 273,16)^4 + (T_{\min} + 273,16)^4}{2} \right] * (0,34 - 0,14 * \sqrt{e_a}) * (1,35 * \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35)$$

kde, σ ... Stefan-Boltzmannova konstanta [$4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

R_s ... solární krátkovlnná radiace nad povrchem [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

R_{so} ... solární krátkovlnná r. předpokládající bezoblačnost [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

e_a ... průměrný denní aktuální tlak vodní páry, [kPa].

Krátkovlnnou radiaci nad povrchem zjistíme ze vztahu: $R_s = R_a \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right)$

a radiaci za předpokladu bezoblačné oblohy ze vztahu: $R_{so} = R_a \cdot (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z)$,

kde: R_a ... extraterestrická radiace (na horní hranici atmosféry); [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$];

a_s, b_s ... Angströmovy koeficienty, dle metodiky FAO: $a_s = 0,25$; $b_s = 0,5$, [-];

n ... měřený sluneční svit; [hod];

N ... max. trvání slunečního svitu [hod];

z ... nadmořská výška výpočetního místa (stanice) [m n. m.]; (Kohut, 2005).

Dle Nováka (1995) si určíme trvání slunečního svitu na dané zeměpisné šířce (v našem případě: 48° s. š.), maximální trvání slunečního svitu zjistíme výpočtem:

$$N = \frac{24}{\pi} \cdot \omega_s$$

Extraterestrickou radiaci získáme pomocí:

$$R_a = \frac{24,60}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) ; \text{ kde}$$

G_{sc} ... solární konstanta; $G_{sc} = 0,0820 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$;

d_r ... inverzní relativní vzdálenost Země-Slunce [-];

ω_s ... hodinový úhel východu Slunce [rad];

φ ... zeměpisná šířka převedená na radiány;

δ ... deklinace Slunce převedená na radiány.

Inverzní vzdálenost vypočítáme jako: $d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot JD\right)$, JD je

zkratka pro „juliánský den“, který získáme vztahem:

$$JD = \text{int}\left(275 \cdot \frac{M}{9} - 30 + D\right) + \text{const}, \text{ kde } M \text{ označuje pořadové číslo měsíce, } D$$

pořadové číslo dne a „const“ značí konstantu, která je v případě ledna a února jakéhokoliv roku nulová, v případě zbylých měsíců nepřestupného roku -2 a přestupného roku -1 (Kohut, 2005).

Hodinový úhel pro výpočet extraterestrické radiace či maximální doby trvání slunečního svitu získáme ze vzorce: $\omega_s = \arccos(-\tan\varphi \cdot \tan\delta)$. Deklinaci Slunce pro

daný den zjistíme: $\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot JD - 1,39\right)$.

Ve výpočtu radiační bilance dlouhovlnného záření je potřeba ještě zjistit průměrný denní aktuální tlak vodní páry (e_a). Pokud ho nemáme k dispozici stačí jej vypočítat pomocí dat relativní vlhkosti. Vztah pro průměrný denní aktuální tlak vodní

$$\text{páry vypadá: } e_a = \frac{e^0(T_{\min}) \cdot \frac{RH_{\max}}{100} + e^0(T_{\max}) \cdot \frac{RH_{\min}}{100}}{2}, \text{ kde}$$

$e^0(T_{\min}/T_{\max})$... tlak nas. vodní páry pro denní maximální (min.) teplotu vzduchu [kPa];

$RH_{(\max/\min)}$... denní max.(min.) relativní vlhkosti vzduchu [%].

Na výpočet tlaku nasycené vodní páry pro denní maximální či minimální teploty vzduchu (e^0) souží jednoduchá rovnice: $e^0 = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right)$. Exp je výraz pro základ přirozeného logaritmu, za něhož můžeme dosadit 2,7183 a T označuje teplotu. Pro zjištění tlak nasycené vodní páry pro denní maximální teplotu vzduchu dosadíme maxima teplot daného dne, pro minimální minimum dne (Kohut, 2005).

Pouze Hargreavesova rovnice se zde stává výjimkou, která tyto výpočty nevyžaduje, neboť v jejím výpočtu se využívá globální radiace získaná přímým měřením.

Nyní máme všechny potřebné faktory a můžeme provést výpočet radiační bilance dlouhovlnného a krátkovlnného záření a jejich rozdílem získat celkovou radiační bilanci.

4.2 Výpočet psychrometrické konstanty (γ)

Psychrometrická konstanta je výraz pro poměr měrného skupenského teplo vlhkého vzduchu při konstantním tlaku ku latentnímu teplu vypařování. Vztah pro

výpočet její hodnoty zní: $\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda}$, kde

c_p ... měrné teplo při konstantním atmosférickém tlaku [MJ.kg⁻¹.°C⁻¹];

P ... atmosférický tlak [kPa];

ε ... poměr molekulárních hmotností vodní páry a suchého vzduchu, $\varepsilon = 0,622$;

λ ... latentní teplo vypařování, $\lambda = 2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$.

Jako měrné skupenské teplo při konstantním atmosférickém tlaku (c_p) můžeme v průměrných atmosférických podmínkách použít hodnotu $c_p = 1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ.kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ (Zotarelli a kol., 2009).

Atmosférický tlak získáme z rovnice: $P = 101,3 \cdot \left(\frac{293,16 - 0,0065 \cdot z}{293,16} \right)^{5,26}$.

Atmosférický tlak je závislý pouze na nadmořské výšce (z). Do výpočtu dosazujeme výšku stanice. Po dosazení získáme $\gamma = 0,000665 \cdot P$.

4.3 Výpočet sklonu křivky napětí vodních par při dané prům. denní teplotě vzduchu (Δ)

Vzorec pro výpočet tohoto sklonu je:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot \left[0,6108 \cdot \exp \left(\frac{17,27 \cdot T_{mean}}{T_{mean} + 237,3} \right) \right]}{(T_{mean} + 237,3)^2}, \text{ kde}$$

„exp“ je opět výraz pro základ přirozeného logaritmu ($\exp = 2,7183$) a T_{mean} je průměrná teplota.

4.4 Výpočet empirické funkce (E_a)

Empirickou funkci charakteristickou pro daný vypařující povrchu určil Penman (1948) jako součin aerodynamické funkce větru a sytostního doplňku:

$E_a = f(u) \cdot d$. Tento postup byl upraven pro použití ve výpočtu evaporace z různých druhů povrchů. Pro nás důležitý výpar z travnatého porostu má vztah empirické funkce upraven na: $E_a = 2,7 \cdot (1 + 0,864 \cdot u) \cdot d$.

4.5 Výpočet aerodynamického odporu (r_a)

Aerodynamický odpor je vnější odpor k difúzi a transportu páry z listů a půdy do vzduchu při určité výšce (z) nad vegetací. Je jím určen přenos tepla a vodní páry z vypařujícího povrchu do přiléhající vrstvy. Pro výpočet rezistence travnatého povrchu stačí zjednodušený tvar rovnice předpokládající výšku standardního travního porostu dle metodiky FAO, $h = 0,12$ m. Rovnice zní:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{2 - (2/3,0,12)}{0,123,0,12}\right] \cdot \ln\left[\frac{2 - (2/3,0,12)}{0,1 \cdot (0,123,0,12)}\right]}{0,41^2 \cdot u}, \text{ z čehož získáme } r_a = \frac{207,664}{u}.$$

Za u dosazujeme rychlost větru ve výšce 2 m nad povrchem [m.s^{-1}]; (Kohut, 2005).

4.6 Výpočet povrchového odporu (r_s)

Povrchový odpor je vnitřní odpor k difúzi vodní páry z listů a půdy a je značně variabilní, proto je důležité, aby jeho hodnota byla pokud možno přesná. Pro naši potřebu využijeme opět předpoklad výšky standardního travního porostu dle metodiky

FAO ($h = 0,12$). Odpor zjistíme z jednoduchého vztahu: $r_s = \frac{r_l}{LAI_{act}}$, kde

r_l ... stomatální odpor optimálně osvětleného listu, $r_l = 100 \text{ s.m}^{-1}$;

LAI_{act} ... aktivní index listové plochy, [$\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$];

- m^2 (plocha listoví) . m^2 (plocha povrchu půdy);

LAI_{act} zjistíme jednoduše pomocí: $LAI_{act} = 0,5 \cdot 24 \cdot h$, kde h označuje zmíněnou výšku standardního porostu. Výšku standardního porostu byla určena metodikou FAO jako 0,12 m.

Po dosazení všech parametrů nám vyjde hodnota povrchového odporu $r_s = 69,444$ (Kohut, 2005).

4.7 Tok tepla do půdy (G)

Tok tepla do půdy je energie, způsobuje ohřev té půdy. Je součástí Penmanovy, Penman-Monteithovy a Priestley-Taylorovy rovnice, přesto ale nebude ve výpočtech zahrnut. Allen a kol. (1998) tvrdí, že v rámci krátkého časového úseku je jeho průměrná hodnota okolo $0 \text{ MJ.m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$, přesto by ale měla být při odhadu evapotranspirace v rovnici zaznamenána.

Obecně, tok tepla do půdy je kladný během dne (během doby, kdy se půda zahřívá) a záporný v noci (kdy se půda ochlazuje), jelikož v obou fázích dne dosáhne

téměř stejných hodnot, prakticky se vynuluje a my ho při denním měření evapotranspirace zanedbáváme. V průběhu roku funguje systém podobně (Monteith, 1975).

5. Výsledky a diskuse

Pro data v experimentálním povodí Zbytinského potoka byly vypočítány hodnoty denních, týdenních a ročních úhrnů evapotranspirace během hydrologického roku 2011/2012. Jelikož jde o povodí z velké části zatravněné, některé parametry potřebné ve výpočtech byly uvažovány stejné jako u výpočtu referenční a potenciální evapotranspirace určené metodikou FAO.

V některých měsících byla některá data nahrazena z měření jiných stanic, protože došlo k poruše některé části stanice. V použitých datech k těmto nahrazením, která by mohla způsobit určitou nepřesnost, došlo jen ve třech případech během listopadu. Jelikož došlo vždy k přerušení na maximálně hodinu a půl, nemusíme v našem případě tyto výpadky řešit.

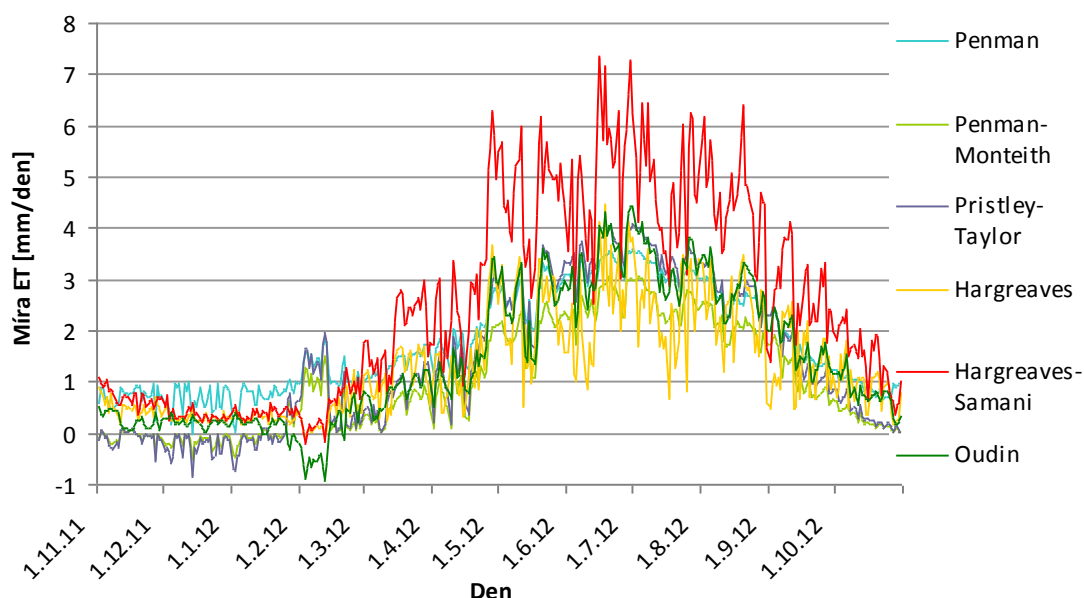
Byl zjištěn chod evapotranspirace v hydrologickém roce 2011/2012, výsledek je vidět v grafu 1. Denní úhrny zjištěné jednotlivými metodami se od sebe do určité míry liší. Dá se předpokládat, že je to v důsledku rozdílnosti parametrů obsažených v každé rovnici. Metody vesměs hodnotí míru roční evapotranspirace podobně. Co se týče jednotlivých metod, Penmanova a Penman-Monteithova rovnice jsou obecně vždy brány jako důvěryhodný základ, kdy výsledky všech metod jsou porovnávány s výsledky z nich.

Výsledky různých výzkumů se poněkud liší. V úvahu je nutno brát výběr zájmového území a dostupnost dat ve výzkumu, závěrečný poměr metod ku Penmanově, příp. Penman-Monteithově rovnici, by měl být ale přinejmenším podobný. V práci Yodera a kol. (2005) došlo ovšem k porovnání výsledků několika metod s údaji naměřenými lyzimetry. Zde bylo zjištěno, že Penmanova, Hargreaves-Samaniho a Priestley-Taylorova metoda míru ET nadhodnocovaly.

V našich podmínkách došlo pouze k výpočtům, navíc v těchto výpočtech byly využity některé parametry určené metodikou FAO a měříme evapotranspiraci z větší části travnatého povrchu, proto budou jako základní a nejlepší výsledky považovány ty z Penmanovy a Penman-Monteithovy rovnice.

Výsledky jednotlivých metod jsou tedy poměrně vyrovnané, pouze Hargreaves-Samaniho metoda vykazuje jisté nadprůměrné hodnoty, pouze ale ve vegetačním půlroku hydrologického roku.

Graf 3: Chod evapotranspirace počítanými metodami v hydrologickém roku 2011/12



Mohan (1991) a další tvrdí, že Hargreavesova a její modifikace - Hargreaves-Samaniho metoda - hodnoty evapotranspirace podhodnocují. Graf jednotlivých denních hodnot během roku tyto výsledky nepodporují a naopak souhlasí s výzkumem například Yodera, Odhiamba a Wrighta (2005), kteří dospěli k názoru, že H.-S. metoda nadhodnocuje míru ET.

Kromě jasného nárůstu výšky ET během roku v období nárůstu teplot a hodnot solární radiace vidíme jisté zvláštní epizody, které se odehrály v únoru. Pravděpodobně to způsobila teplota. V první polovině tohoto měsíce roku 2012 zde průměrné teploty dosahovaly okolo -15°C , výjimkou nejsou ani dny, kdy teplota nestoupala nad bod mrazu.

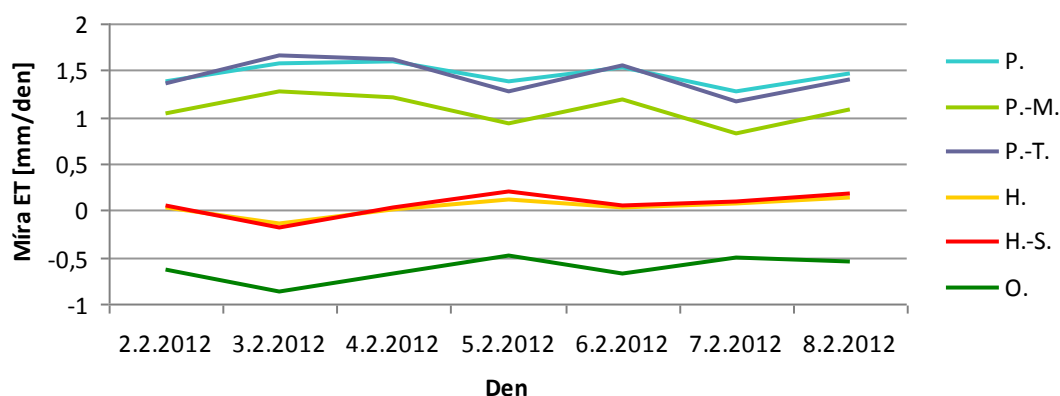
Je to tedy období s vysokými minusovými teplotami. Také je obdobím s největším sytostním doplňkem roku a poměrně vysokými hodnotami sklonu křivky napětí vodních par při těchto teplotách. Na toto období se podíváme ještě blíže v následující části výsledků.

Co se týče záporných hodnot, objevují se hlavně u Penman-Monteithovy, Priestley-Taylorovy a Oudinovy metody. Obecně Penman-Monteithova a Priestley-Taylorova metoda vykazují velkou závislost na radiační bilanci v průběhu roku. Při jejích záporných hodnotách v zimě, je záporná i hodnota evapotranspirace. Její závislost na radiační bilanci převyšuje závislost na sytostním doplňku i sklonu křivky nasycení. Oudinova metoda, založená hlavně na teplotě, je záporná právě v obdobích s velice nízkými teplotami.

Nyní bude zhodnocena intenzita evapotranspirace ve třech týdnech tohoto hydrologického roku s různými extrémy. První týden je pro období s nejvyšším sytostním doplňkem roku, druhý pro nejvyšší radiaci roku a třetí pro největší teploty roku. V tomto případě je účelem zjistit, jak moc evapotranspiraci ovlivňují tyto 3 faktory, jak působí na zhodnocení ET jednotlivými metodami.

Prvním grafem z těchto srovnání je chod evapotranspirace v týdnu s průměrně nejvyšším sytostním doplňkem, který je označením pro množství vodní páry, které vzduch může ještě pojmout. Z toho důvodu můžeme předpokládat, že v metodách obsahujících sytostní doplněk jako jeden z členů rovnice (Penman-Monteith), bude tento jev zvyšovat i míru evapotranspirace, a to i přes velice nízké teploty v únoru tohoto roku. Penmanovu a Priestley-Taylorovu metodu pravděpodobně ovlivní zmíněné vysoké hodnoty sklonu křivky napětí vodních par, které jsou také nadprůměrné v tomto týdnu. U ostatních metod předpokládáme nízké hodnoty (až záporné), které budou důsledkem nízkých teplot a nízké radiační bilance.

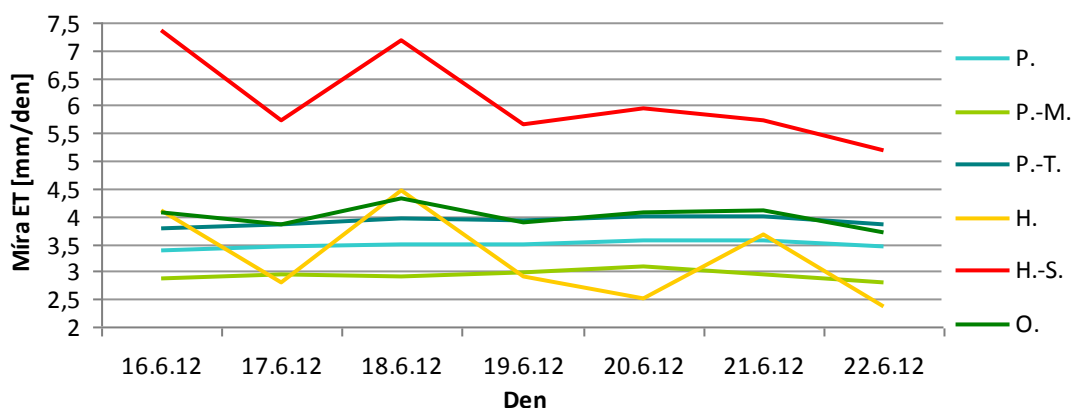
Graf 4: Míra ET v týdnu s největším sytostním doplňkem



Z grafu je patrné, že tato očekávání byla správná. Nejvyšší intenzita evapotranspirace pochází z Penman, Penman-Monteithovy a Priestley-Taylorovy rovnice, které právě zmíněné parametry obsahují ve výpočetních vztazích. Naproti tomu výsledky z Hargreavesovy, H.-Samaniho a Oudinovy metody vyšly velice nízké a jejich chod kopíruje chod teploty tohoto týdne. Hargreavesova a Hargreaves-Samaniho metoda dokonce ukazují téměř totožný průběh, dokonce je zde vidět jejich denní minimum. Z těchto výsledků vyplývá, že metody založené pouze na teplotě a radiaci nejsou příliš vhodné pro využití na zimní období roku.

Dalším grafem bude výška evapotranspirace v týdnu s největšími hodnotami radiace roku. Zde jsou očekávány nadprůměrné hodnoty potenciální evapotranspirace u všech metod.

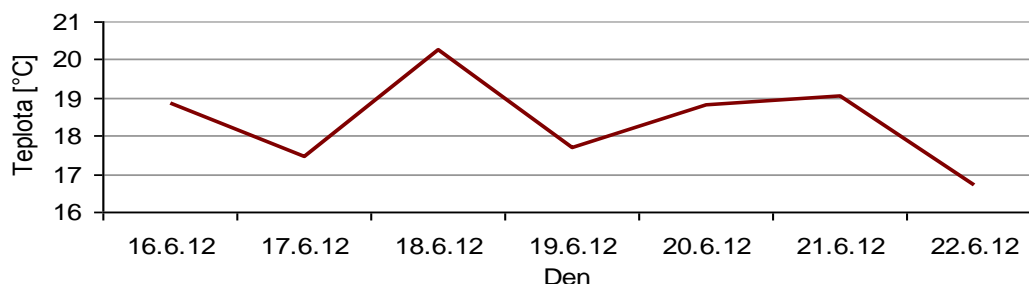
Graf 5: Chod ET v týdnu s největšími hodnotami extraterestrické radiace



Dle očekávání hodnoty evapotranspirace v tomto týdnu jsou vysoké. Penman-Monteithova, Hargreavesova a Hargreaves-Samaniho metoda dokonce určila v tomto týdnu evapotranspirační maxima roku. V případě první zmíněné je maximální hodnota $4,456 \text{ mm.den}^{-1}$ (18.6.2012), v případě druhé dokonce $7,359 \text{ mm.den}^{-1}$ (16.6.2012). Také mají velice podobný průběh, který i v tomto případě souvisí s průběhem teploty v tomto týdnu. Podobně Oudinova metoda naznačuje stejný průběh, ale je mírnější. Zbylé metody vykazují vyrovnanější průběh a jejich výsledky jsou podobné.

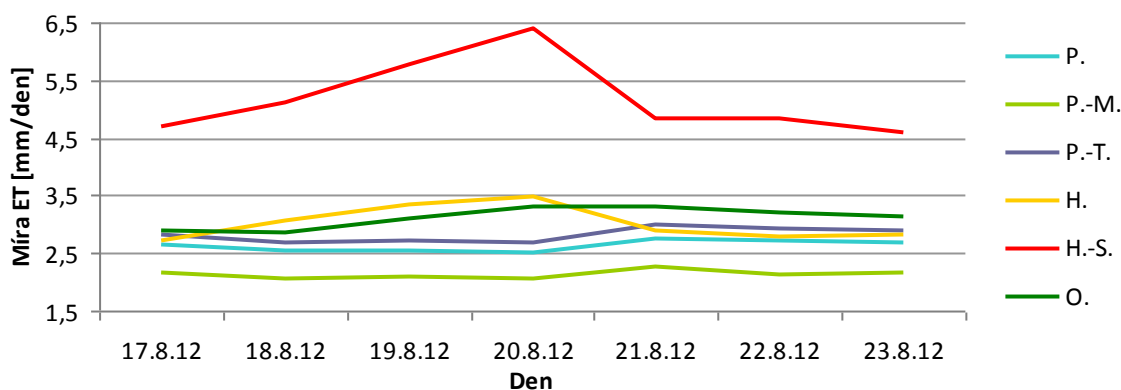
Průběh Hargreaves-Samaniho metody a dalších založených na teplotě a radiaci koreluje s teplotními údaji tohoto týdne. Průběh teploty v tomto týdnu můžeme vidět v grafu 4. Je tedy jasné, že v kombinaci vysokých teplot a vysokých hodnot solární radiace budou výsledky evapotranspirace z takto zaměřených metod méně odpovídat skutečnosti.

Graf 6: Chod teploty v týdnu s největší extraterestrickou radiací roku



Graf číslo 7 je zaměřen na chod evapotranspirace v týdnu s největšími naměřenými teplotami tohoto hydrologického roku. I zde by měla evapotranspirace být vysoká a to ze všech počítaných metod.

Graf 7: Chod ET v týdnu s největšími teplotami roku

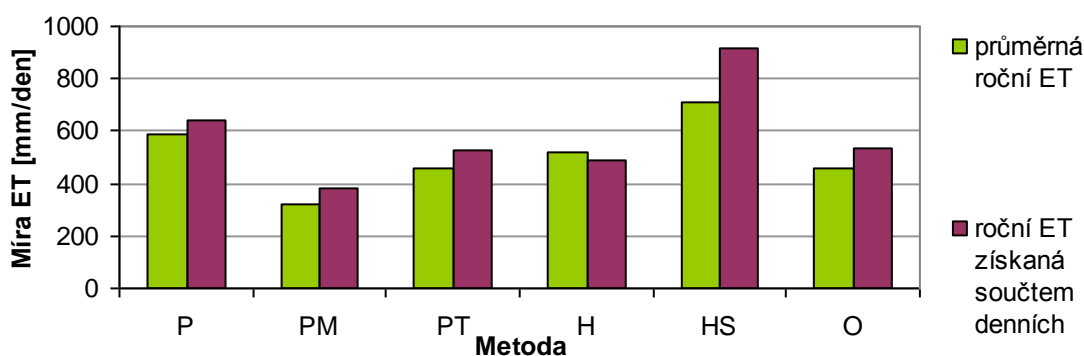


Předpokládané vysoké hodnoty evapotranspirace se uskutečnily, přesto nejde o maxima ani z jedné z metod. Teploty tohoto týdne dosáhly maxima 19.8., kdy bylo naměřeno 34,54 °C. Z grafu je patrné, že to ovlivnilo hlavně hodnoty z Hargreaves-Samaniho rovnice, která patří k oněm metodám zaměřeným na teploty. Jabloun a Sahli (2008, in Shahidian a kol., 2012) poukázali ve výzkumu na to, že H.-Samaniho metoda má tendenci nadhodnocovat při vyšších průměrech teploty. Tento graf by tomu odpovídal, neboť výsledky z této rovnice jsou příliš vysoké oproti ostatním metodám. Ke konci zvoleného týdne teplota klesala, s teplotou klesala i intenzita evapotranspirace vyhodnocená Hargreaves-Samaniho rovnicí. Hargreavesova a Oudinova metoda vyhodnotila průběh ET v tomto týdnu obdobně. Ostatní metody jsou si naopak svým průběhem podobné mezi sebou. Žádná z metod nedošla v tomto týdnu ke svému maximu.

Co se týče těchto 3 zkoumaných týdnů, zjevně největší vliv na výšku evapotranspirace má vždy sluneční záření. I když ve druhém pozorovaném týdnu dosáhly maxima pouze 3 ze 6 metod, ostatní dosáhly maxima na přelomu června a července, přesně 30.6. a 1.7. 2012, tedy o necelé dva týdny později. Oba tyto dny je míra slunečního záření stále vysoká a zároveň teploty stouply nad 30 °C (jejich průměrné teploty jsou v tyto dny ≈ 21 °C). Pouze kombinace vysokých hodnot 2 parametrů tedy může mít významnější vliv na intenzitu evapotranspirace než samostatně jeden parametr při maximálních teplotách.

Dále byly metody využity k výpočtu průměrných úhrnů evapotranspirace pro celý rok. Výsledky porovnáme s ročním úhrnem evapotranspirace získané výpočtem jednotlivých denních úhrnů a jejich následným součtem. Do grafu číslo 8 je vyneseno jejich porovnání.

Graf 8: Srovnání roční míry ET s celkovou roční ET získanou součtem denních ET



Graf 8 jasně ukazuje, že pouze Hargreavesova metoda ve výpočtu celého roku nadhodnocuje nad výsledkem ze součtu úhrnů jednotlivých dní tohoto hydrologického roku. U všech ostatních metod vychází součet denních úhrnů vyšší než ve výpočtu roční evapotranspirace, pokaždé je jejich rozdíl mezi 50 a 75 mm. Znovu se zde objevuje výjimka v podobě Hargreaves-Samaniho metody, která převyšuje výpočet roční evapotranspirace součtem o celých 210,636 mm. V tabulce 2 vidíme míru evapotranspirace dle jednotlivých metod.

Tab 2: Roční výška evapotranspirace dle jednotlivých metod

| Metoda | Denní krok ET [mm.rok ⁻¹] | Průměrná roční hodnota ET [mm.rok ⁻¹] |
|-----------------|---------------------------------------|---|
| Penman | 642,455 | 589,969 |
| P.-Monteith | 382,896 | 321,149 |
| Pristley-Taylor | 525,959 | 461,728 |
| Hargreaves | 489,586 | 518,068 |
| H.-Samani | 918,342 | 707,706 |
| Oudin | 533,727 | 459,695 |

Je těžké říci, která z počítaných metod nejlépe vyhodnotila míru evapotranspirace v daném území. Douglas a kol. (2009) tvrdí, že obecně čím více vstupních členů je v rovnici potřeba a čím více jsou fyzikálně založené, tím je rovnice přesnější a vhodnější pro výpočet evapotranspirace. Je to ovšem za cenu větší náročnosti kalkulace a větší náročnosti na data, případně na dopočítávání určitých

komponentů rovnic. Z toho vyplývá, že nejlepší by měla být Penman-Monteithova rovnice, vzhledem k množství vstupů, které obsahuje.

Weiland a kol. (2012) uznává tento názor, avšak předkládá také, že Penman-Monteithova rovnice je tím více citlivá na změny hodnot jednotlivých členů rovnice. V grafu jednotlivých metod ale můžeme pozorovat, že více proměnlivé výsledky vykazují teplotně a radiačně zaměřené metody (Hargreaves, H.-Samani a Oudin).

Na závěr je potřeba zhodnotit význam evapotranspirace v hydrologické bilanci tohoto povodí. Hlavním vstupem do povodí jsou srážky, graf 1 ukazuje jejich úhrny během roku. Roční výška evapotranspirace byla určena v předchozí části, pro více informací slouží tabulka 2. Celkový úhrn srážek na stanici Spálenec ČHMÚ (SPA) byl v tomto hydrologickém roce naměřen jako 862,5 mm. Co se týče odtoku, můžeme získat jeho výšku z dat průtoků Zbytinského potoka. K dispozici ale nejsou hodnoty hypodermálního ani bazálního odtoku. Jakýkoliv výsledek, který tedy z uvedeného vztahu bude pro hydrologickou bilanci získán, bude nedostačující.

Přesto i s těmito nedostatky je možné říci, že evapotranspirace v tomto území převyšuje odtokovou výšku. Ta v ročním průměru dosahuje 430 mm. Evapotranspirace je tedy významnou součástí hydrologické bilance, kterou není možno zanedbávat při analýze tohoto zájmového území.

6. Závěr

Evapotranspirace je významným procesem a součástí hydrologické bilance. Práce byla zaměřena na její kalkulaci a zhodnocení jejích úhrnů během hydrologického roku 2011/12.

Byly popsány okolnosti tohoto jevu v přírodě a metody jeho zhodnocení. Na základě těchto informací byly vypočítány hodnoty evapotranspirace.

Byly vypočítány hodnoty pro každý den a na závěr také pro celý rok jako celek. Bylo zjištěno, že součet denních úhrnů převyšuje hodnoty vypočítané pro celý rok.

Penmanova metoda vyhodnotila výpar z této oblasti vyšší než ostatní rovnice, přitom je tato metoda brána jako základ a vesměs všechny další byly odvozeny z jejího vzorce. Určité množství studií uvedlo, že výsledky získané Penmanovou rovnicí bývají nadhodnoceny v důsledku vysoké hodnoty empirické funkce, která je ve výpočetním vztahu využívána. Názory na tento problém jsou vesměs stejné, přesto literatura nenabízí příliš řešení.

Naopak Penman-Monteithova rovnice vyhodnotila ET velice nízce, je nejnižší ze všech metod. Priestley-Taylorův vzorec se ukázal být poměrně přesným, závislým hlavně na 2 parametrech, a to radiační bilanci a sklonu křivky tlaku nasycení vodních par při dané teplotě.

Dalšími metodami byly rovnice založené na hlavně teplotních datech. Hargreavesova a Oudinova rovnice vycházejí téměř podobně a jejich výpočty nejsou poměrně složité. Velkým problémem je ovšem Hargreaves-Samaniho rovnice, která vysoce nadhodnotila míru evapotranspirace v povodí. Studie se na toto téma rozcházejí a je těžké určit, co způsobuje tyto odchylky ve výsledcích.

Mnoho výzkumů tvrdí, že výpar nejvíce ovlivní sluneční záření. Tato práce souhlasí s tímto názorem, neboť nejvyšší míra evapotranspirace byla prokázána v období s největší radiací roku, případně v blízkých pár dnech, kdy kromě vysoké radiace, byla i vysoká teplota vzduchu, která taktéž zvyšuje hodnoty evapotranspirace.

Pro hydrologickou bilanci povodí Zbytinského potoka je na základě výsledků evapotranspirace velice významnou součástí. Nelze ji tedy zanedbat, proto také je důležité, aby metody výpočtů či měření byly co nejpřesnější.

Tato práce slouží jako základ pro diplomovou práci se zaměřením na další práci s tímto územím a měřením evapotranspirace.

7. Použité zdroje

ARNOLD, J. G., GASSMAN, P. W., GREEN, C. H., REYES, M. R. (2007): The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. American Society of Agricultural and Biological Engineers, Vol. 50(4), s. 1211-1250.

BERÁNEK, A., HORÁČEK, S., HANEL, M. (2011): Zjednodušení metody výpočtu potenciální evapotranspirace v nové verzi modelu BILAN. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace (VTEI), 53, Mimořádné číslo III/2011, s.17-20.

BEVEN, K. J. (2012): Rainfall-runoff modelling: The Primer (2nd Edition). Wiley-Blackwell, Lancaster University, UK, 489 s.

DOUGLAS, E. M., JACOBS, J. M., SUMNER, D. M., RAY, R. L. (2009): A comparison of Models for Estimating Potential Evapotranspiration for Florida Land Cover Types. Journal of Hydrology, 373, s. 366-376.

FEDERER, C. A. (1995): A Simulation Model for Evaporation, Soil Water and Streamflow, Version 3.1. USDA Forest Service, Durham, New Hampshire, 16 s.

GUPTA, R.S. (2001): Hydrology and Hydralic System. Waveland Press, Waveland Press, Ink., 867 s.

HARGREAVES, G. H. (1975): Moisture, Availability and Crop Production. Trans. American Soc. Agricultural Engineering, Vol. 18 (5), s. 980-984.

HARGREAVES, G. H., SAMANI, Z. A. (1985): Reference Crop Evapotranspiration from Temepature. Appl. Eng. Agriculture, 1(2), s. 96-99.

HINTNAUS, I. (2008): Změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice. Bakalářská práce. PřF UK, Praha, 59 s.

JONES, J. A. A. (1997): Global Hydrology: processes, resources and environmental management. Adisson Wesley Longman Limited, London, 399 s.

KAŠPÁREK, L., HORÁČEK, S., RAKOVEC, O., VIZINA, A.: (2009): Vývoj modelu hydrologické bilance – BILAN. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace (VTEI), Roč. 51, Mimořádné číslo 2009, s. 2-5.

KLIMENT, Z., KRÁLOVEC, V., MALÝ, A., MATOUŠKOVÁ, M., ČESÁK, J. (2011): Experimentální párová povodí Zbytiny. In: Šír, M., Tesař, M. (2011): Hydrologie malého povodí. Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, s. 249-258.

KOHUT, M. (2005): Referenční evapotranspirace. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (2005): Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, s. 25-38.

LEVIA, D. F., CARLYLE-MOSES, D., TANAKA, T. (2011): Forest Hydrology and Biogeochemistry: Synthesis of Past Research and Future Directions. Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 740 s.

LITSCHMANN, T. (2005): Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (2005): Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, s. 47-58.

MACOUNOVÁ, A. (2007): Problematika určení evapotranspirace. Bakalářská práce. PřF UK, Praha, 53 s.

MALÝ, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. Diplomová práce. PřF UK, Praha, 151 s.

MATEJKA, F., HURTALOVÁ, T. (2005): Vztah mezi potencialnou a referenčnou evapotranspirací. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (2005): Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, s. 39-46.

MEYER, S. a kol. (1949): Evaporation and Transpiration. In: Bernard, M. a kol. (1949): Hydrology Handbook. The Hydrology Committee of the Hydraulics Division; s. 119-149.

MOHAN, S. (1991): Intercomparison of Evapotranspiration Estimates. Hydrological Sciences Journal. 36, 5, 10, s. 446-460.

MONTEITH, J. L. (1975): Vegetation and the Atmosphere: Volume 1: Principles. Academic Press, London, 278 s.

MOŽNÝ, M. (2005): Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (2005): Evaporace a evapotranspirace. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, s. 7-10.

NASSERY, H.R., BUCHTELE, J. (1997): Analysis of the Sensitivity of Water Balance Components to Hydrogeological Conditions and Climatic Change. In: GUSTARD, A. a kol. (1997): Friend'97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Ressource Management, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, s. 205-214.

NOVÁK, V. (1995): Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. VEDA, Bratislava, 260 s.

ODHIAMBO, L. O., IRMAK, S. (2011): Performance of Extended Shuttleworth-Wallace Model for Estimating and Partitioning of Evapotranspiration in a Partial Residue-Covered Subsurface Drip-Irrigated Soybean Field. American Society of Agricultural and Biological Engineers, Vol. 54(3), s. 915-930.

PENKA, M. (1985): Transpirace a spotřeba vody rostlinami. Academia, Praha, 250 s.

PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London A, 193, č. 1032, s. 120-146.

POKORNÝ, R., KLIMÁNKOVÁ, Z., URBAN, O., KRUPICOVÁ, L., ZVĚŘINOVÁ, Z. (2005): Transpirace a evapotranspirace v ekofyziologii lesních dřevin. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (2005): Evaporace a evapotranspirace. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, s. 67-72.

SHUTTLEWORTH, J. W., WALLACE, J.S. (1985): Evaporation From Spase Crop-An Energy Combination Tudory. Quart. J. R. Met. Soc., III, s. 839-855.

ŠEREŠ, M. (2011): Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Bakalářská práce. PřF UK, Praha, 56 s.

ŠÍPEK, V., TESAŘ, M. (2013): Soil moisture simulations using two different modelling approaches. Die Bodenkultur 64, 3-4, s. 99-103.

TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. J. (2004): Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Elsevier, The Netherlands, 579 s.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka [CD-ROM]. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav.

VLNAS, R., PECHA, M., SOSNA, V., ČERNÁ, L., VEJVODOVÁ, J., SVÁRKOVÁ, M., FREISLEBEN, J., STIERAND, P., LEONTOVYČOVÁ, D. (2013): Hydrologická bilance množství a jakosti vody České republiky 2012. ČHMÚ, Praha, 160 s.

WALLACE, J. S. (1995): Calculating Evaporation: Resistance to Factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73, s. 353-366.

WALLACE, J. S., JACKSON, N. A., ONG, C. K. (1999): Modelling soil evaporation in an agroforestry system in Kenya. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, s. 189-202.

WEILAND, F. C. S., TISSEUIL, C., DÜRR, H. H., VRAC, M., VAN BEEK, L. P. H. (2012): Selecting the Optimal Method To Calculate Daily Global Reference Potential Evaporation from CFSR Reanalysis Data for Application in a Hydrological Model Study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, s. 983-1000.

YODER, R. E., ODHIAMBO, L. O., WRIGHT, W. C. (2005): Evaluation of Methods for Estimating Daily Reference Crop Evapotranspiration at a Site in the Humid Southeast United States. *Applied Engineering in Agriculture*. č. 21(2), s.197-202.

ZHOU, M. C., ISHIDAIRA, H., HAPUARACHCHI, H. P., MAGOME, J., KIEM, A. S., TAKEUCHI, K. (2005): Estimating Potential Evapotranspiration Using Shuttleworth–Wallace Model and NOAA-AVHRR NDVI Data to Feed a Distributed Hydrological Model Over the Mekong River Basin. *Journal of Hydrology*, 327, 151-173.

Elektronické zdroje:

ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. (1998): Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements [online]. Rome: FAO. Dostupné z: <http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm#Contents>; [cit. 2014-01-03].

KRYSANOVA, V., WECHSUNG, F. (2000): SWIM (Soil and Water Integrated Model): User Manual. Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany. Dostupné z: http://www.pik-potsdam.de/~valen/swim_manual/swim-chapter1.pdf; [cit. 2014-3-2].

SHAHIDIAN, S., SERRALHEIRO, R., SERRANO, J., TEIXEIRA, J., HAIE, N., SANTOS, F. (2012): Hargreaves and Other Reduced-Set Methods for Calculating Evapotranspiration. Dostupné z:

<http://www.intechopen.com/books/evapotranspiration-remote-sensing-and-modeling/hargreaves-and-other-reduced-set-methods-for-calculating-evapotranspiration>; [cit. 2014-4-28].

FEDERER, C. A. (2013): The BROOK90 Hydrologic Model: For Evaporation, Soil Water and Streamflow. Dostupné z: <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.htm>; [cit. 2014-4-20].